Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 45 (1965)

Heft: 2

Artikel: Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo

Autor: Bianconi, Filippo

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-35204

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo

Di *Filippo Bianconi* (Zurigo)*)

Con 4 figure nel testo e 2 tavole (I—II)

Zusammenfassung

In den metamorphen, mesozoischen Gesteinen der Campolungo-Region wurden vier Fossilreste gefunden. Drei davon befinden sich in zum Teil stark pigmenthaltigen Dolomitmarmoren zwischen dem Passo Campolungo und der Val Piumogna, der sogenannten Campolungo-„Mulde". Es handelt sich dabei um ziemlich gut erhaltene Crinoiden-Stielglieder aus der mittleren Trias (*Encrinus* cf. *cassianus?*). An der vierten Lokalität, südlich Mascengo-Prato, wurden nicht näher bestimmbare Seeigelstachel, vermutlich des unteren Lias, gefunden. Diese stammen aus violettschwarzen, kalkfreien Zweiglimmer-Granat-Plagioklasphylliten bis -schiefern, die zum östlichen Keil der penninischen Bündnerschiefer der Bedretto-Tremorgio-Zone gehören. Die Gesteine zeigen einen beträchtlichen Metamorphosegrad: Mesozone oder Epidot-Plagioklasamphibolitfazies (mit Plagioklas bis 75% An). In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die Erhaltung der Fossilreste bei solchen Metamorphose-Bedingungen zu erklären.

Abstract

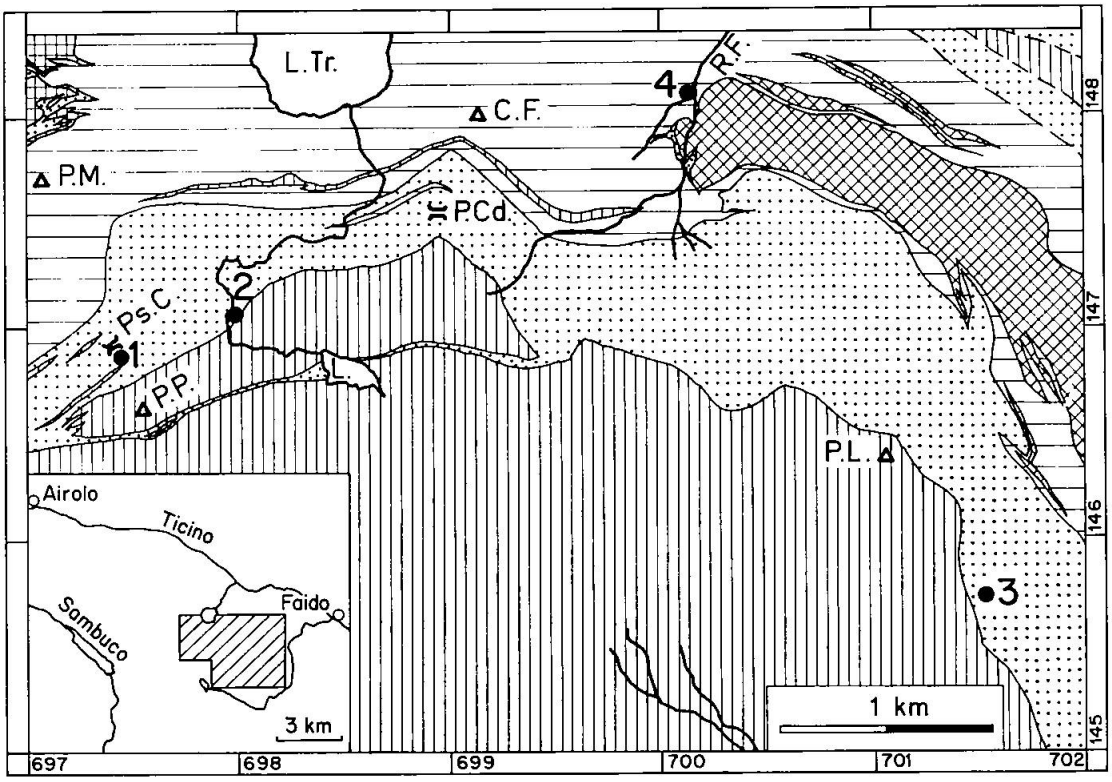
Four fossil fragments were found in the metamorphic Mesozoic rocks of the Campolungo area. Three occur in strongly pigmented dolomites from the so-called Campolungo syncline between Passo Campolungo and Val Piumogna. These are fairly well preserved crinoid stem fragments of the Middle Trias (*Encrinus* cf. *cassianus?*). Fossils from the fourth locality, south of Mascengo-Prato, are indeterminable echinoid spines, presumably from the Lower Lias. These are found in dark violet, non calcareous, mica, garnet and plagioclase bearing schists which belong to the eastern wedge of Penninic Bündnerschiefer of the Bedretto-Tremorgio Zone. The metamorphic grade of the rocks is noteworthy; they lie within the epidote plagioclase amphibolite facies (Mesozone), with plagioclase to 75% An. An attempt is made to explain the preservation of fossils under such metamorphic conditions.

---

*) Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale, Zurigo.

INTRODUZIONE

Nel quadro di un lavoro di tesi presso l'Istituto di Geologia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo (sotto la direzione dei proff. Gansser e Dal Vesco), avente come tema principale lo studio dettagliato delle Zone Bedretto-Tremorgio e Campolungo in quest'ultima regione, ebbi la fortuna di trovare resti fossili in parte conservati ottimamente, tanto più inaspettati in quanto giacciono in rocce di forte metamorfismo



Abbreviazioni:

C. F. Cima di Filo
L. Leìt
L. Tr. Lago Tremorgio
P. Cd. Passo Cadonighino
P. L. Pizzo del Lambro
P. M. Pizzo Meda
P. P. Piz Prevat
Ps. C. Passo Campolungo
R. F. Ri Fòch

● 1-4 Ritrovamenti fossiliferi

Formazione dei Calcescisti

Formazione triassica

Cristallino di San Giorgio („Lebendun")

Cristallino di Sambuco

Cristallino del Campo Tencia

Fig. 1. Carta tettonica della regione del Campolungo con le località fossilifere.

e di intensa sollecitazione meccanica. La fig. 1 mostra la posizione dei ritrovamenti, di cui i primi tre sono nelle rocce triassiche della Zona Campolungo, mentre il quarto nei Calcescisti pennidici della Zona Bedretto-Tremorgio. Dei quattro resti fossili solo il primo venne individuato macroscopicamente, gli altri tre furono scoperti durante lo studio al microscopio dei campioni raccolti sul terreno. Il loro valore in rapporto con il metamorfismo è più importante di quello stratigrafico: infatti la determinazione paleontologica esatta, e di conseguenza la datazione degli strati in cui giacciono è impossibile. Ciò nonostante il loro valore stratigrafico resta notevole, nel senso che vanno ad allungare la serie tuttora assai breve dei fossili scoperti nelle rocce mesozoiche intensamente metamorfizzate del Lepontinico.

Scopo di questo lavoro è la descrizione dei resti fossili, della litologia e tettonica delle rocce che li contengono, per un'esatta comprensione delle condizioni di metamorfismo cui furono sottoposti e del perchè le abbiano superate senza venire cancellati.

A. Ritrovamenti fossiliferi nelle dolomie del Triassico

1. PASSO CAMPOLUNGO

Il ritrovamento più importante di questo gruppo è quello del Passo Campolungo: lo strato fossilifero affiora 25 m a sud-est del passo, appena dietro il primo sperone di dolomia sopra il palo dell'alta tensione, a quota 2335 m, alle coordinate 697.420/146.860 (strato 29, campione 499 del profilo di dettaglio delle dolomie tra il Passo Campolungo e il piede del Piz Prevat). Lo strato ha una potenza di 2,40 m, ma la placca con fossili misura solo 6 cm di potenza, su una lunghezza di 1,4 m. Dista una ventina di metri da una lamina di gneis quarzitico a granato inserita nella dolomia triassica e che rappresenta il nucleo di una anticlinale rovesciata, nucleo da collegare con gli gneis quarzitici a granato del Piz Prevat.

Si tratta di una *dolomia di colore grigio-cenere*[1]), a grana molto fine, compatta, con scistosità debole e fine stratificazione dell'ordine del mm, marcata da straterelli con diversa concentrazione di pigmento.

I resti fossili, piastre colonnari (o articoli) di crinoidi, si presentano

---

[1]) In questo lavoro per „dolomia" va inteso „marmo dolomitico": si tratta infatti di una roccia metamorfica, con ricristallizzazione alpina del carbonato.

come cilindretti di colore grigio-rosa, a sezioni circolari, con lucentezza spatosa, del diametro variabile tra 1 e 10 mm. Negli esemplari più grossi si osserva il canale centrale più scuro. Le sezioni hanno sempre una superficie perfettamente liscia, senza striature raggianti o denticolazioni sulle superfici articolari.

Le sezioni levigate del campione mostrano le piastre colonnari in grande numero, con un diametro per lo più attorno a 4 mm, di colore bianco latteo, mentre la dolomia che li contiene ha un colore cenerino molto chiaro, con sottilissimi lettini a forte concentrazione di pigmento, che illustrano la tessitura debolmente fluidale della dolomia attorno alle piastre. Le sezioni delle piastre mostrano una notevole varietà morfologica: il tipo più comune è rettangolare, altre sezioni mostrano il canale centrale in forma di fuso stretto agli estremi, più largo al centro, altre posseggono decorazioni simmetriche di materiale più scuro, altre contorni ovoidali, in parte simmetrici, in parte schiacciati da un lato. Nei casi più complessi si ha una successione di piastre, fino a quattro, separate dalla matrice dolomitica per uno spazio di circa mezzo millimetro. I caratteri morfologici ricordano da vicino quelli di *Encrinus* cf. *cassianus* (secondo una comunicazione personale del prof. Trümpy), una forma del Ladinico molto comune e con grande estensione verticale e orizzontale nelle Alpi Occidentali, specie nel dominio subbrianzonese esterno (Trümpy, 1955; Zulauf, 1960, p. 36; Fricker, 1960, p. 101).

Al microscopio si osserva quanto segue:

Composizione mineralogica e percentuale
(l'ultima determinata con il tavolino integratore)

Comp. principali: dolomite (96% vol.)
Comp. subordinati: muscovite (1,5), quarzo (1,5)
Comp. accessori: calcite, pigmento, pirite (assieme 1)

Caratteri dei componenti

Dolomite forma la massa principale, in granuli del diametro di 0,05 mm, che solo raramente raggiungono 0,15 mm. Rare venule concordanti raggiungono una grana più grossa: 0,3—0,4 mm. Ha contorni poligonali debolmente lobati, con forme isometriche. La sfaldatura è di regola, mentre la geminazione lamellare è molto rara.

Calcite in piccolissimi grani del diametro di 0,03 mm, con forme fortemente lobate, sparsi tra i grani di dolomite.

Quarzo xenomorfo, con forme irregolari lobate e debolmente elongate nel senso della scistosità. L'estinzione è ondulata. Include dolomite, calcite, pigmento

e pirite. La grana è più grossa di quella della dolomite e si aggira attorno a 0,2 mm. Si trova spesso ai margini delle piastre colonnari di crinoidi, in individui isolati.

Muscovite in esili foglietti con la faccia (001) idiomorfa. Sempre retta, spesso a contatto con le piastre dei crinoidi.

Pirite in dischetti a sezioni esagonali che non superano i 0,08 mm di diametro, in generale attorno a 0,03 mm. Spesso trasformata in limonite. È distribuita nella massa dolomitica, intergranulare o intragranulare, volentieri concentrata ai margini delle sezioni di crinoidi.

Pigmento in sferette singole o agglomerate, del diametro di 1—2 micron, di un minerale opaco. La natura del pigmento è stata studiata su di un campione di dolomia particolarmente scura: un preparato levigato esaminato in luce riflessa con grande ingrandimento ha permesso la diagnosi sicura di *grafite*.

Struttura e tessitura

La *struttura* è granoblastica con debole implicazione intergranulare, più forte in presenza di quarzo e calcite. In questa massa pressochè omogenea si inseriscono le piastre colonnari dei crinoidi con „grana" gigante (4—5 mm). La *tessitura* è debolmente scistosa di cristallizzazione, definita dai rari straterelli contenenti muscovite e quarzo, altrimenti è quasi massiccia. Le piastre di crinoidi non sono disposte secondo un ordine speciale. La distribuzione del pigmento è meglio osservabile macroscopicamente: il pigmento è concentrato in lettini o straterelli di pochi millimetri, alternanti con altri mancanti o quasi di pigmento, alternanza che rispecchia senza dubbio la stratificazione primaria. Anche la tessitura fluidale della dolomia attorno alle piastre dei crinoidi è più evidente macroscopicamente.

Al microscopio le *piastre colonnari dei crinoidi* appaiono formate da un unico cristallo di dolomite (come dimostra la colorazione all'ematossilina) con estinzione contemporanea (tav. I/fig. 1). Alcune sezioni presentano la sfaldatura romboedrica tipica della dolomite. La struttura reticolare degli echinodermi è stata cancellata quasi completamente dalla metamorfosi. Le inclusioni sono rare e si limitano a pirite, concentrata ai margini esterni. I contorni delle sezioni sono localmente lobati da dolomia a grana finissima (0,01—0,02 mm), di ricristallizzazione alpina. Il canale centrale è chiaramente visibile e si presenta sotto forma di dolomia granoblastica a grana fine.

L'ambiente metamorfico cui furono sottoposti i fossili è caratterizzato dalla presenza nelle dolomie vicine (nello stesso profilo) di flogopite, grammatite, ortoclasio neogenico, plagioclasio notevolmente basico (fino a 75% An), quindi da una paragenesi mesozonale o di facies metamorfica dell'anfibolite a plagioclasio e epidoto (Ramberg, 1952).

2. PIAN DEI SAUTRI

Il secondo ritrovamento fossilifero, indicato con il punto no. 2 della fig. 1, è rappresentato da un minuscolo affioramento di *dolomia a flogopite* a quota 2140 m al margine sud del Pian dei Sautri, alle coordinate 698.000/147.080, a pochi passi dal sentiero che porta alla capanna dei Leìt. La dolomia a flogopite è separata dagli gneis quarzitici a granato da 50 cm di detrito che coprono la quarzite del Triassico Inferiore. La dolomia a flogopite stessa affiora per circa 2 m di potenza.

I *caratteri macroscopici* sono quelli soliti della dolomia a flogopite: la dolomia giallastra è attraversata da numerosi lettini di colore bruno chiaro di flogopite che definiscono la scistosità, marcata. La giacitura è in banchi di 2—3 cm di potenza, con la superficie di scistosità debolmente ondulata, a differenza degli gneis sottostanti che hanno tessitura pieghettata. I resti fossili non sono visibili macroscopicamente.

Al microscopio si osserva quanto segue:

Composizione mineralogica e percentuale

Comp. principali:	dolomite (59% vol.), calcite (14), flogopite (17)
Comp. subordinati:	muscovite (4), quarzo (4), plagioclasio (0,5)
Comp. accessori:	pirite e limonite, rutilo, apatite, pigmento, tormalina (assieme 1,5)

Caratteri dei componenti

Dolomite con forme molto variabili, in parte poligonali e tendenti all'isometria, in parte alquanto irregolari, lobate, ameboidali. Presenta di raro la sfaldatura, ancor più raramente i geminati lamellari, sempre retti. La grana è pure eterogenea e va da 0,04 a 0,2 mm.

Calcite sempre fortemente lobata, ameboidale, raggiunge 0,5 mm di diametro. Accompagna i lettini flogopitici e li separa dalla massa di fondo dolomitica. Include rari grani gocciformi di dolomite.

Flogopite forma lettini continui, con lamine esili, lunghe fino a 2 mm, di solito con la faccia (001) idiomorfa, mentre le altre sono intensamente lobate e frangiate, compenetrate con la calcite. Presenta un pleocroismo marcato, da giallo miele a incolore. L'estinzione è parzialmente ondulata. È praticamente uniassiale. Include pirite e rutilo, localmente calcite.

Muscovite di importanza quantitativa e dimensioni minori della flogopite, ne ha gli stessi caratteri morfologici. Si trova raramente in lamine isolate nella massa dolomitica, di regola in fasci lenticolari racchiusi dai lettini flogopitici.

Quarzo xenomorfo, si trova sempre in lenticelle molto elongate nel senso della scistosità, ai margini o racchiuse nei cordoncini flogopitici, quindi a contatto con calcite e flogopite. Le lenticelle sono composte da un aggregato di cristalli limpidi,

a contatti retti o debolmente sinuosi, grossi fino a 0,5 mm. L'estinzione è sempre fortemente ondulata o addirittura a campi, normali alla scistosità. Include rare squame di muscovite o pirite.

Plagioclasio in rari xenoblasti dalle forme estremamente ameboidi, all'interno dei cordoncini flogopitici. È fortemente sericitizzato, ciò che ne rende impossibile la determinazione al tavolino universale: il carattere ottico negativo, la sfaldatura e il rilievo marcati indicano che si tratta probabilmente di un termine molto basico (bitownite).

Pirite idiomorfa, con sezioni del cubo o del dodecaedro. Raggiunge 0,2 mm di diametro. Ha di regola una struttura zonata, con nucleo intatto e guscio di limonite. È sparsa in cristalli singoli concentrati volentieri ai margini o all'interno dei cordoncini flogopitici.

Rutilo in piccolissimi idioblasti aciculari limpidi, incluso in flogopite.

Apatite rari cristalli dalle forme tondeggianti inclusi nei cordoncini flogopitici.

Pigmento molto scarso, sparso nella massa dolomitica, tanto scarso da non influire sul colore della dolomia.

Tormalina in cristalli colonnari spesso rotti, raramente perfettamente idiomorfi, lunghi fino a 0,2 mm. Con debole pleocroismo da giallo limone a giallo molto debole, si tratta cioè di tormalina macroscopicamente bruna.

Struttura e tessitura

La *struttura* della massa fondamentale dolomitica è granoblastica con debole implicazione intergranulare: quella dei cordoncini flogopitici accompagnati da calcite è lepidoblastica, in parte granoblastica con forte implicazione sinuosa.

La *tessitura* è caratterizzata dall'alternanza dei due domini mineralogici: straterelli praticamente monomineralici di dolomite, spessi da 2 a 3 mm, separati da lettini a flogopite e muscovite, calcite, plagioclasio, pirite, tormalina, apatite, con spessore attorno al mm. Questa alternanza rispecchia senza dubbio la sedimentazione primaria a straterelli ripetuti di carbonato e di argilla. La metamorfosi alpina ha rispettato quest'alternanza, cioè non c'è stato scambio di materiale fra i vari straterelli, se si eccettua la zona di contatto dove avvenne la reazione tra argilla e dolomite per formare flogopite con secrezione di calcite al margine. La tessitura risultante è quindi a lettini, con forte scistosità di cristallizzazione, da parallela a debolmente ondulata e in parte lenticolare. Gli influssi meccanici sono notevoli e si rispecchiano nell'estinzione ondulata del quarzo e delle miche in parte piegate.

Resti fossili (tav. I/fig. 2)

Si tratta esattamente degli stessi come al Passo Compolungo, cioè di piastre colonnari di crinoidi. Macroscopicamente non distinguibili

dalla matrice dolomitica, al microscopio rivelano gli stessi caratteri morfologici: sezioni rettangolari o trapezoidali, con angoli spesso smussati. Formati da un solo cristallo di dolomite, con rara sfaldatura romboedrica, con minuscole inclusioni di quarzo e di pigmento distribuito vagamente secondo un reticolo a maglie strette (reticolo originario degli echinodermi quasi completamente cancellato dalla metamorfosi). Le dimensioni sono minori, non superano 2 mm di diametro. Il canale centrale è chiaramente marcato da dolomite in grani del diametro di 0,03 mm. I contorni sono spesso fortemente lobati dalla dolomia matrice ricristallizzata a spese della piastra del crinoide. Le piastre non sono ordinate secondo una direzione comune. Si trovano solo nella massa dolomitica.

Le condizioni di metamorfismo sono le stesse come al Passo Campolungo, quindi mesozonali. Qui inoltre gli influssi meccanici postmetamorfici sono relativamente forti, ma non sono riusciti a distruggere i fossili: in alcuni casi essi sono rotti e i vari frammenti sono separati da dolomia a grana fine. Ciò significa che i fossili si sono comportati come corpi rigidi e che gli influssi meccanici sono stati sopportati dagli straterelli micacei.

3. RITROVAMENTO FOSSILIFERO DELLA VALLE CAMPO

Indicato con il punto no. 3 nella fig. 1, si trova in cima alla Valle Campo (una valletta laterale della Val Piumogna), tra Alpe Gera e Pizzo del Lambro, a quota 1750 m, alle coordinate 701.510/145.730, e dista un centinaio di metri dal cristallino del Campo Tencia. In questo profilo le dolomie saccaroidi, quelle grigie e quelle listate sono scomparse: qui i tipi dominanti sono la dolomia a flogopite che segue la quarzite basale e la cariata nelle sue molteplici varietà mineralogiche e strutturali. La roccia fossilifera è un *tipo di passaggio tra la dolomia a flogopite e la cariata* e il suo aspetto macroscopico tiene un po' dei due tipi: di colore giallo ocra, a grana fine-media, compatta, con scistosità parallela e superficie della scistosità coperta da flogopite e clorite. Reagisce intensamente all'acido cloridrico diluito. Le piastre colonnari di crinoidi non sono visibili macroscopicamente.

Al miscroscopio si osserva quanto segue:

Composizione mineralogica e percentuale

Comp. principali: dolomite (59% vol.), calcite (33)
Comp. subordinati: flogopite (5), quarzo (1), clorite (1)
Comp. accessori: pirite (0,5), rutilo

Caratteri dei componenti

Il tipo intermedio tra cariata e dolomia a flogopite si manifesta chiaramente anche al microscopio in un'alternanza di due domini mineralogici ben distinti. a) Straterelli già tipicamente di *cariata*, con un reticolo di calcite con sfaldatura e geminati lamellari, a grana eterogenea (0,08—0,3 mm), che include dolomite in grani isolati a margini poligonali (0,15 mm), da isometrici a debolmente elongati nel senso della scistosità, o in aggregati lenticolari. Oltre la dolomite include pure flogopite in lamine singole o in cordoncini, di solito fortemente ondulata e parzialmente trasformata in clorite fibrosa dal forte pleocroismo da verde erba a verde chiaro. Include inoltre quarzo, con estinzione a campi, da poligonale a ovoidale, spesso spaccato in vari frammenti separati da calcite. b) Straterelli *dolomitici*, separati dagli straterelli di cariata da un contatto netto, interrotto solo da esili filoncelli discordanti di calcite, provenienti dalle zone di cariata e che tagliano quelle dolomitiche. La dolomite è in grani isometrici o debolmente elongati nel senso della scistosità, con diametro tra 0,1 et 0,2 mm. La dolomia è accompagnata da foglioline isolate di flogopite.

Struttura e tessitura

La *struttura* è eterogenea: nelle zone di cariata la calcite forma una struttura reticolare che include la dolomite, granulare. Nelle zone a dolomite la struttura è granoblastica, a selciato.

La *tessitura* è scistosa di cristallizzazione, a lettini alternanti di cariata e di dolomia.

I *resti fossili* sono gli stessi come nei due ritrovamenti precedenti, si tratta cioè di piastre colonnari di crinoidi, invisibili macroscopicamente e che al microscopio si presentano come sezioni limitate alle zone dolomitiche, volentieri a contatto con le zone di cariata. Il materiale è dolomite. Presentano una variazione notevole nelle forme: le più semplici sono rettangolari (fig. 2/5), mentre altre sono quasi circolari (fig. 2/3), per via della ricristallizzazione molto forte ai margini. Le dimensioni vanno da 0,8 a 1,3 mm, sono quindi minori che negli altri due ritrovamenti. Le piastre non sono deformate, solo in alcuni casi sono tagliate per metà con i due frammenti rigettati lungo un piano di taglio che coincide con il canale centrale e contemporaneamente con la scistosità (fig. 2/4). Il canale centrale è rappresentato da dolomite a grana minuta, attorno a 0,05 mm (fig. 2/1, tav. I/fig. 3). Le sezioni a contatto con le zone di cariata sono in parte „corrose" dalla calcite che penetra soprattutto lungo il canale centrale (fig. 2/2 e 4). La sfaldatura romboedrica è ottima, localmente solo accennata. Le inclusioni sono rare e si limitano a dischetti molto piccoli di pirite. Il canale centrale è sempre orientato in parallelo alla scistosità.

La loro posizione stratigrafica diverge dagli altri affioramenti: la

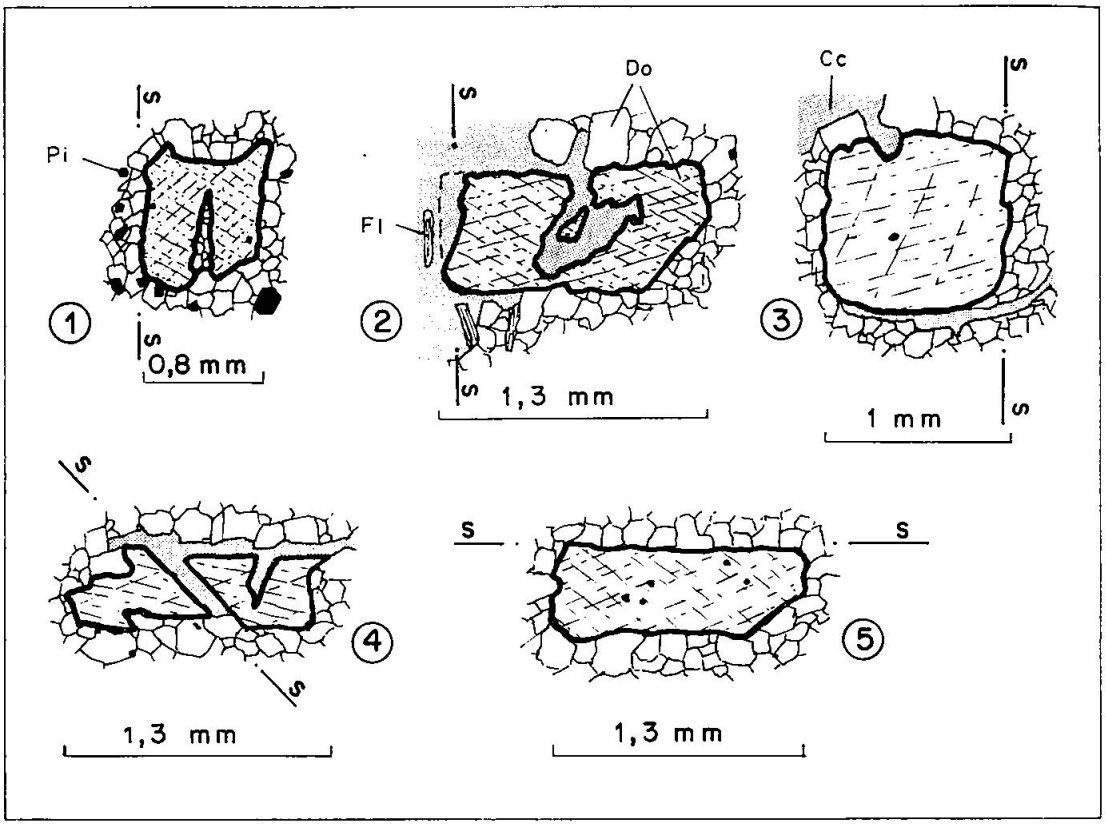


Fig. 2. Piastre colonnari di crinoidi della Valle Campo.
s = piano di scistosità, Cc = calcite, Do = dolomite, Pi = pirite, Fl = flogopite.

cariata infatti rappresenta l'ultimo termine della serie triassica ed è da attribuire al Carnico, quindi i crinoidi appartengono alla fine del Ladinico.

L'ambiente metamorfico è anche qui mesozonale. L'unico minerale tipomorfo è la flogopite. Lo strato stratigraficamente inferiore, a 50 m di distanza, dolomia a flogopite, contiene plagioclasio con 90% An, che corrisponde alla zona di maggiore metamorfismo termico, secondo Wenk (1962).

B. Ritrovamento fossilifero nella formazione dei Calcescisti

L'unico ritrovamento fossilifero nella formazione dei Calcescisti, indicato con il no. 4 nella fig. 1, si trova nella valle incassata del Ri Fòch, a sud-ovest di Mascengo, a quota 1300 m, alle coordinate 700.150/148.080, a una cinquantina di metri dagli ultimi affioramenti del *Cristallino di San Giorgio* (cristallino che si distingue chiaramente dagli gneis e micascisti del Campo Tencia e di Gribbio: si tratta di micascisti leucocratici quarzitici a muscovite e con biotite spesso in forma di grossi covoni,

con numerose intercalazioni di scisti anfibolici e intercalazioni conglomeratiche con ciottoli più o meno intensamente deformati, quarzitici, raramente polimineralici). PREISWERK (1917, p. 179—180) paragona questo cristallino alla serie della Tremola per via della struttura spesso chenopoditica. STAUB (1958) nella sua „Tektonische Kartenskizze der Tessineralpen", lo collega tettonicamente con la coltre Lebendun/Soja, il che non è privo di fondamento, se si pensa che la massa di San Giorgio è completamente racchiusa dai calcescisti della Zona Bedretto-Tremorgio e che le frequenti intercalazioni di banchi conglomeratici mostrano una certa analogia di facies con le rocce tipiche della Coltre Lebendun.

I resti fossili, *aculei e piastre di echinoidi*, scoperti solo durante lo studio microscopico, si trovano in un banco di ca. 10 m di potenza di uno scisto filladico nero-violetto a grana molto fine, compatto, resistente all'alterazione e all'erosione, con una sottile stratificazione messa in rilievo da sottili straterelli leucocratici di muscovite. La scistosità non è intensa, mentre lo è invece il pieghettamento tettonico, con pieghe di circa 5 cm di ampiezza. Macroscopicamente oltre alla muscovite si riconosce il granato, in grossi rombododecaedri di colore rosso chiaro.

Al microscopio questo banco si rivela essere uno *scisto filladico a due miche, granato e plagioclasio:* appartiene quindi al gruppo degli scisti Grigioni a facies argillosa, secondo la suddivisione di PREISWERK (1936). I resti fossili scoperti recentemente da HIGGINS (1964) nei calcescisti della Zona di Bedretto, si trovano esattamente nello stesso tipo di Calcescisti, con la differenza che là il granato è accompagnato da staurolite e distene.

Per lo studio petrografico e paleontologico vennero preparate numerose sezioni sottili, per la maggior parte tagliate normalmente all'asse di pieghettamento (piano *ac*), alcune nei piani *ab* e *cb*.

Lo studio microscopico ha fornito i risultati che seguono.

Composizione mineralogica e percentuale

Comp. principali:	muscovite (44% vol.), granato (17), plagioclasio (16)
Comp. subordinati:	clinozoisite-pistacite (9), biotite (8), quarzo (3), pigmento (1?), pirite e limonite (1?)
Comp. accessori:	tormalina, apatite, calcite, ilmenite, rutilo (assieme 1)

Caratteri dei componenti

Muscovite ha caratteri morfologici che variano leggermente a seconda del dominio in cui si trova. Negli straterelli nastriformi di spessore variabile tra 0,1 e 1 mm, completamente privi di pigmento e perciò visibili ad occhio nudo come straterelli leucocratici, è sottile, elongata secondo (001), in lamine di 0,1—0,3 mm

di lunghezza. L'estinzione è sempre uniforme. Le lamine non essendo orientate in parallelo, si intrecciano e spesso si compenetrano a vicenda. Nella massa di fondo, ricca di pigmento, si presenta invece in squame di dimensioni minori, tra 0,05 e 0,1 mm. Include pigmento in cordoncini elicitici. Anche in questo dominio le lamine sono solo in parte orientate in parallelo, per cui forma intrecci irregolari (sull'orientazione statistica delle miche vedi sotto).

Granato è di regola perfettamente idiomorfo, con sezioni esagonali del rombododecaedro. Il colore è rosa pallido, si tratta quindi di *almandino*. Raggiunge dimensioni notevoli, con diametro al massimo di 8 mm. Presenta una forte fessurazione, irregolare. Le inclusioni sono relativamente numerose: clinozoisite-pistacite, ilmenite, rutilo, quarzo, carbonato, pirite e limonite, tormalina. È separato dalla massa di fondo da una sottile frangia di biotite.

Plagioclasio nell'abito tipico della formazione dei calcescisti: in fenocristalli dalle forme rotonde od ovali, con i margini sottilmente frangiati o lobati, che raggiungono 5 mm di diametro. È ricchissimo di inclusioni elicitiche, per cui forma una specie di tessuto di fondo, riconoscibile solo a nicol incrociati. Forme esattamente uguali sono descritte da HASLER (1949, p. 79). Include i seguenti minerali: quarzo, muscovite, biotite, pigmento, clinozoisite, rutilo, apatite, pirite, tormalina, resti fossili, vale a dire tutti i minerali salvo granato e calcite. Le „isole" testè descritte sono costituite in taluni casi da un solo cristallo di plagioclasio, altrove da un aggregato di due o più cristalli ad orientazione diversa e con margini netti. L'estinzione è spesso debolmente ondulata. È possibile che alcuni esemplari abbiano un costrutto zonato, non è però stato possibile determinarlo con sicurezza al tavolino universale. In generale non è geminato: i pochi esemplari geminati presentano sottilissime lamelle molto numerose, parallele e rette. Per via della ricchezza di inclusioni e dell'estinzione spesso ondulata la determinazione con il tavolino universale è riuscita solo in pochi casi: il contenuto di anortite varia entro i seguenti limiti: 28—33% (geminati secondo le leggi dell'albite e del periclino), 50—58% (secondo la legge dell'albite) e 70% (secondo la legge dell'albite).

Biotite ipidiomorfa rispetto a muscovite si presenta in piccoli fenocristalli (fino 0,5 mm) isolati, dalle forme irregolari lobate da muscovite, plagioclasio, raramente quarzo. Il pleocroismo è intenso e va da bruno castano rossiccio a bruno pallido. Include totalmente o parzialmente i seguenti minerali: pigmento, muscovite, rutilo, quarzo, pirite, tormalina, clinozoisite, frammenti di piastre di echinoidi che hanno conservato la struttura originaria (tav. II/fig. 3). Come nel caso della muscovite, il pigmento attraversa la biotite in cordoncini elicitici: cioè durante il processo di cristallizzazione la struttura originaria non è andata distrutta: il fenomeno è discusso più sotto.

Quarzo presenta forme poligonali a facce rette, spesso determinate dal contatto con la faccia (001) della muscovite. Le dimensioni vanno da 0,08 a 0,5 mm. L'estinzione è sempre uniforme. È limpidissimo, con rare inclusioni guttiformi di carbonato o squamose di muscovite. Si trova in due domini chiaramente distinti morfologicamente e geneticamente: a) in uno straterello leucocratico frammisto a muscovite, senza pigmento; b) forma spesso un guscio di 0,05—0,1 mm di spessore attorno ai frammenti piritizzati di piastre di echinoidi.

Pigmento conferisce il colore violaceo-nero alla roccia e lo si trova oltre che incluso nei resti fossili, soprattutto nella massa di fondo in cordoncini di varia concentrazione, sempre rigidamente paralleli definendo così la superficie di scisto-

sità, sia piana che pieghettata. Con un forte ingrandimento si rivela avere forma di granuli rotondi o leggermente ovoidali, del diametro dell'ordine del micron.

Un frammento levigato della roccia ha rivelato al microscopio a luce riflessa la presenza di squamette fortemente anisotrope e pleocroiche di *grafite*, lunghe fino a 0,01 mm. Lo stesso preparato fu analizzato con la microsonda a elettroni ARL, che allo stadio attuale permette di stabilire qualitativamente la presenza di tutti gli elementi chimici più pesanti del Na. L'analisi ha fornito un risultato indiretto: il pigmento non contiene metalli pesanti (non è quindi nè rutilo, nè un minerale di ferro, segnatamente pirite), non contiene silicio (non è quindi un silicato): quale unica possibilità resta solo un composto di carbonio, *grafite* o *sostanza carboniosa*.

Pirite (e limonite) in due abiti totalmente diversi: a) in sferette di ca. 0,01 mm di diametro, raggruppate in numero variabile da 3 a una decina, incluse in aggregati di muscovite dai contorni lenticolari, senza pigmento (tav. II/fig. 6); b) in grossi cristalli in parte rettangolari, lunghi fino a 4 mm, con struttura reticolare (tav. II/fig. 5) o dalle forme lenticolari a margini lobati, racchiusa da un guscio di due strati, quello interno di quarzo, quello esterno di biotite. In ambedue i casi si tratta di resti fossili piritizzati, come si vedrà più sotto.

Clinozoisite-pistacite di regola idiomorfa, con abito da prismatico corto a colonnare o addirittura aciculare, lunga al massimo 0,5 mm. Presenta la sfaldatura molto pronunciata, raramente la geminazione lamellare. I colori d'interferenza sono azzurro-anomali, di solito omogenei, nei cristalli più grossi con un nucleo a colori più alti, di II ordine. Questi nuclei hanno un debole pleocroismo giallognolo, sono cioè formati da pistacite. La clinozoisite prende una parte quantitativamente importante nel tessuto di fondo e si trova solo nelle zone con pigmento. Gli aghi o i prismi non presentano un'orientazione particolare. È senza inclusioni.

Tormalina minuti idioblasti a sezione esagonale con forte pleocroismo da verde bottiglia a verde chiaro. Senza inclusioni. Il diametro raggiunge al massimo 0,03 mm. Singoli cristalli nella massa di fondo.

Apatite incolore, presenta le stesse caratteristiche morfologiche e di distribuzione come la tormalina. Raggiunge 0,04 mm di diametro.

Carbonato rarissimi individui relittici, del diametro inferiore a 0,06 mm, quali inclusioni gocciformi in quarzo e granato. Quasi sempre limpidi, localmente presentano una superficie brunastra torbida, conferitagli da pirite limonitizzata sotto l'influsso dell'alterazione. Per analogia a fenomeni osservati nei calcescisti su scala maggiore e determinati chimicamente (Jakob e altri, 1931) è possibile affermare trattarsi di calcite.

Ilmenite con forme lanceolate lunghe fino a 1 mm. Parzialmente trasformata in rutilo, si trova solo all'interno del granato. Fuori del granato, nella massa di fondo, si trova unicamente

Rutilo (leucosseno) che forma pseudomorfosi scheletriche su ilmenite, in cui i vari grani a forma di riso sono ordinati in aggregati lanceolati con le stesse forme e dimensioni dell'ilmenite. È sempre orientato di sbieco rispetto la scistosità.

Struttura e tessitura (vedi fig. 3)

La *struttura* della massa di fondo è determinata dalla forte componente di muscovite (e in misura minore di biotite) ed è quindi lepido-

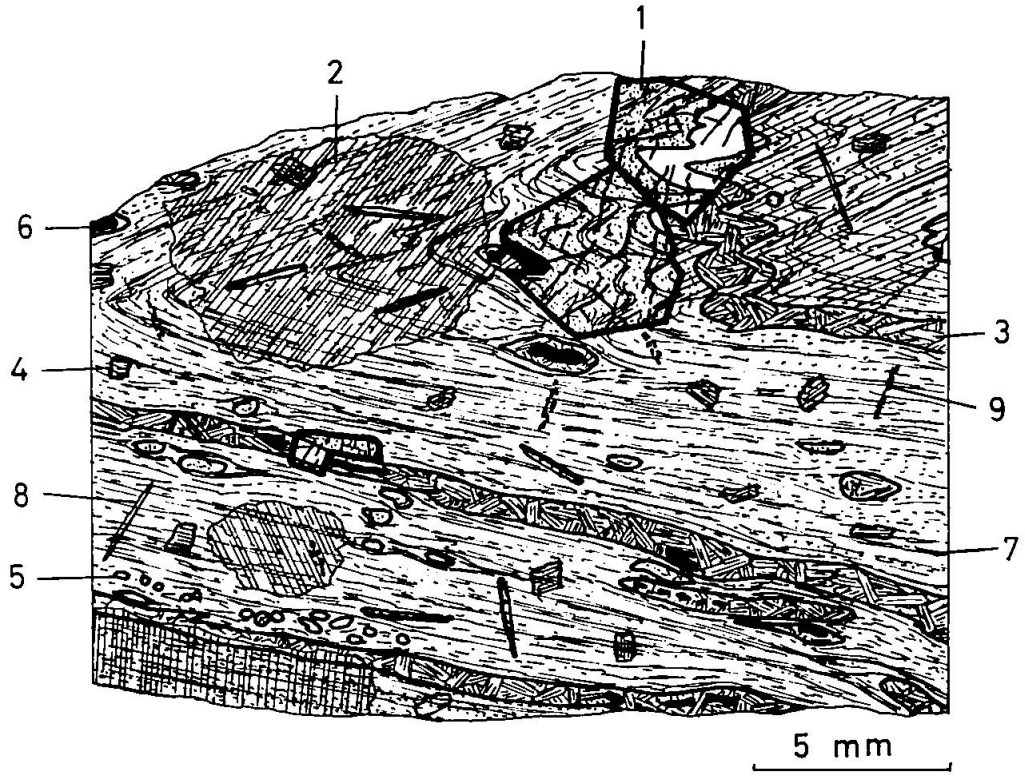


Fig. 3. Microimmagine dello scisto filladico a due miche, granato e plagioclasio, con resti di echinoidi.

1 = granato, 2 = plagioclasio, 3 = muscovite, 4 = biotite, 5 = aculei di echinoidi, 6 = frammenti piritizzati di piastre di echinoidi, 7 = pigmento della massa di fondo, 8 = clinozoisite, 9 = rutilo.

blastica. Su questa struttura si inseriscono gli altri minerali: i fenocristalli xenoblastici di plagioclasio a struttura porfiroblastica estremamente cribrosa e quelli di granato, idioblastici, a struttura porfiroblastica, mentre la componente di clinozoisite-pistacite ha struttura nematoblastica.

La *grana* varia parallelamente alla struttura dei minerali ed è perciò fortemente eterogenea: la massa di fondo ha grana inferiore a 0,1 mm (muscovite), mentre i porfiroblasti di granato e plagioclasio raggiungono gli 8 mm. I cordoncini senza pigmento hanno grana più grossa della massa di fondo, variabile da 0,1 a 1 mm.

La *tessitura* è scistosa pieghettata. Si è già visto più sopra l'importanza della presenza del pigmento: la massa di fondo con pigmento forma straterelli dello spessore di 2—3 mm, separati dai nastri leucocratici senza pigmento dello spessore di 0,1—1 mm. Questi nastri leucocratici

sono praticamente monomineralici, formati da muscovite e poca biotite, quarzo e plagioclasio: corrispondono quindi a un'argilla. La massa pigmentata invece presenta una variazione mineralogica più vasta che comporta plagioclasio, granato (in parte con inclusioni di calcite), clinozoisite-pistacite, rutilo, ilmenite, oltre alla muscovite, biotite e al pigmento: corrisponde chimicamente a un'argilla debolmente marnosa, con un certo contenuto di ferro.

Questi strati, che corrispondono sicuramente a un'alternanza di origine sedimentaria, sono pieghettati, con pieghe dell'ampiezza di 5 cm e con assi dai valori attorno a 160°/25°. Le miche allo studio microscopico si presentano distribuite disordinatamente, soprattutto le biotiti, che giacciono spesso notevolmente di sbieco rispetto alla scistosità. Allo scopo di valutare con esattezza la distribuzione statistica delle miche furono eseguite due analisi statistiche sull'orientazione. La fig. 4 mostra i risultati ottenuti.

La *muscovite* (diagramma A) mostra una simmetria ortorombica e forma una cintura attorno all'asse B, con tre massimi marcati (10% o più), uno centrale normale a *ac* e due ai lati, più o meno normali a S_1

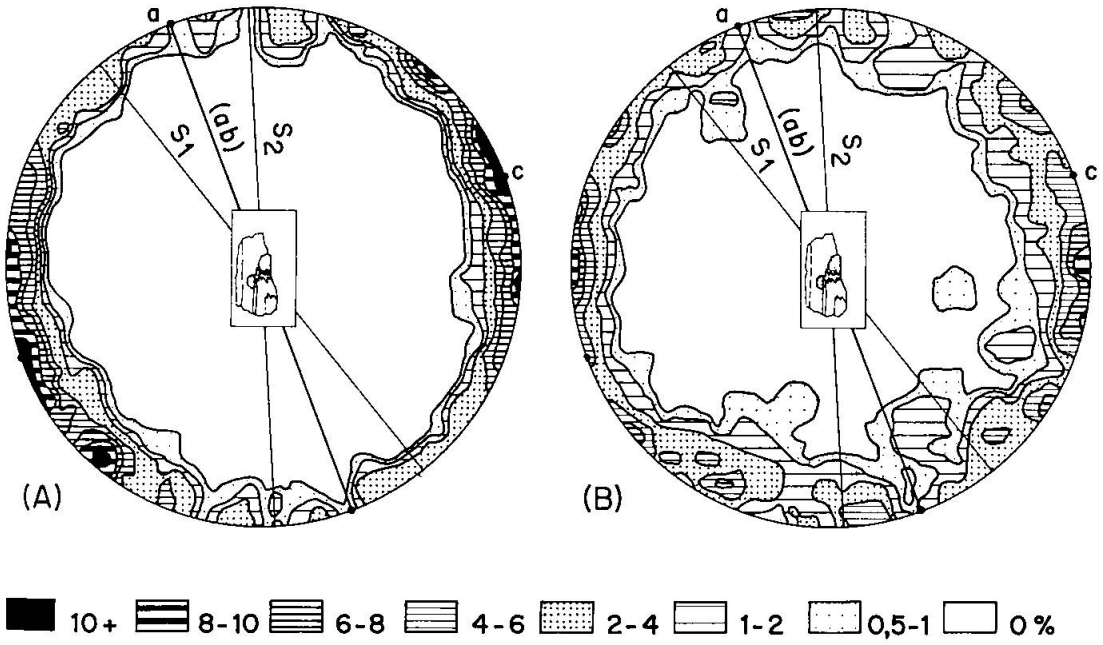


Fig. 4. Diagrammi della distribuzione statistica delle miche nello scisto filladico a due miche, granato e plagioclasio, con aculei di echinoidi (la sezione sottile corrisponde al piano ac).

(A) Muscovite: 119 poli di (001). (B) Biotite: 182 poli di (001).

e S_2 (i due fianchi della piega). Si tratta di un diagramma tipico per le miche delle tettoniti di tipo b.

La *biotite* (diagramma B) mostra una distribuzione analoga, pure con simmetria ortorombica e una cintura attorno all'asse B: la cintura è però molto più diffusa, i massimi meno marcati e con intensità che non sorpassano il 10%. Vale a dire: la muscovite è di cristallizzazione sincinematica, mentre la biotite si è cristallizzata in un lasso di tempo più esteso: l'inizio della cristallizzazione coincide con quello della muscovite, ma la fine è più tarda, così che vari esemplari sono orientati molto di sbieco rispetto all'asse B, fatto che si manifesta nella cintura molto più diffusa e nella mancanza di massimi marcati. In altre parole la biotite è di cristallizzazione sin- fino postcinematica.

Il *plagioclasio*, come si è visto nella descrizione mineralogica, include tutti gli altri minerali salvo il granato: il centro di cristallizzazione si trova sempre nelle zone con pigmento, ma arriva a includere piccole porzioni di nastri senza pigmento: il pigmento lo attraversa mantenendo indisturbata la sua tessitura in cordoncini e i confini tra straterelli pigmentati e no attraversano il plagioclasio senza deformazioni. Questi fenomeni dimostrano chiaramente che la formazione del plagioclasio è postcinematica e più recente rispetto agli altri minerali.

Le stesse osservazioni valgono per il *granato:* le inclusioni di nastri senza pigmento, in alcuni casi addirittura pieghettate, non hanno subito nessuna deformazione (fig. 3). Quindi plagioclasio e granato si sono cristallizzati in una fase postcinematica, prevalentemente termica, senza stress, al massimo con pressione idrostatica.

RESTI FOSSILI AL MICROSCOPIO

I resti fossili sicuri sono di due tipi: sezioni di aculei di echinoidi e frammenti di piastre di echinoidi (o crinoidi?). A questi due tipi se ne aggiunge un terzo di diagnosi dubbia.

a) Sezioni di aculei: Nella sezione sottile si presentano con margini per la maggior parte circolari, non deformati, con setti radiali in numero variabile da 16 a 19, con maggiore frequenza di 16 o 18 (tav. I/fig. 5). Il diametro varia tra 0,1 e 0,3 mm. Spesso i setti radiali non raggiungono il centro ma sboccano in un canale centrale che in un esemplare raggiunge i due terzi del diametro (tav. II/fig. 1). In alcuni casi le sezioni sono ellittiche (tav. II/fig. 2), e ciò quando l'aculeo non sia orientato esattamente in parallelo all'asse B. La struttura raggiata e in alcuni casi il canale centrale sono rappresentati da pigmento opaco in sferette

del diametro attorno al micron, che come si è visto prima è formato con ogni probabilità da grafite. Invece il canale centrale è spesso piritizzato (tav. II/fig. 1). Nelle sezioni più grosse e localmente deformate a lenticelle parallele alla scistosità il pigmento di regola manca, ed allora resta solo un intreccio leucocratico di muscovite che si distingue chiaramente dalla massa di fondo pigmentata.

Il materiale. Gli aculei di echinoidi sono notoriamente formati da calcite, che oltre a costruire la struttura durante la vita dell'animale, va spesso pure a riempire il reticolo poroso durante la diagenesi del sedimento. Nel nostro caso i pori sono stati riempiti da pigmento, mentre la calcite dell'aculeo è stata totalmente sostituita da muscovite, biotite e in certi casi parzialmente da quarzo, durante la metamorfosi, cioè da un materiale che corrisponde al sedimento originario. Il fatto più notevole è che questa sostituzione completa del materiale non ha distrutto la struttura rappresentata dal pigmento, sebbene le miche formino un intreccio disordinato (tav. I/fig. 6, senza nicol, fig. 7, con nicol incrociati). Ciò significa che la sostituzione avvenne attraverso un processo per così dire di „metasomatosi" interna: l'orientazione delle muscoviti in una cintura attorno all'asse B dimostra che la sostituzione ebbe luogo durante la metamorfosi alpina e non durante la diagenesi del sedimento. Gli aculei si trovano sempre nella massa di fondo pigmentata, i più belli nei fianchi di una piega.

b) Frammenti di piastre. La varietà di forme è logicamente molto più grande che negli aculei: nel caso più tipico si tratta di un frammento rettangolare (4×2 mm), piritizzato, con due listerelle parallele al lato più lungo, dello spessore di 0,2 mm, con la struttura reticolata tipica degli echinodermi e pori del diametro di 0,01 mm. Lo spazio vuoto dei pori è occupato da biotite, quarzo e muscovite (tav. II/fig. 5). Il frammento durante la metamorfosi è stato rotato attorno all'asse B disponendosi di sbieco rispetto alla scistosità, con il lato più lungo parallelo a un piano di taglio, provocando da una parte una debole compressione degli straterelli pigmentati, dall'altra il riempimento delle zone d'ombra con muscovite e plagioclasio, senza pigmento. Questa varietà non è mai inclusa in granato. A questo tipo appartengono inoltre numerosi esemplari piritizzati, che hanno perso completamente la struttura reticolare, molto deformati, con forme lenticolari lobate, orientate nella scistosità e un costrutto zonato costante: piastra piritizzata, guscio di quarzo con poca muscovite e guscio esterno di biotite, che lo separa dalla massa di fondo pigmentata. La piritizzazione è avvenuta sicuramente durante la diagenesi del sedimento: Moore e altri (1952) citano la piritizzazione

come un caso frequente di sostituzione della calcite, in cui Fe vien preso dal sedimento, S dall'acqua marina o dal sedimento, in ambiente eussinico. HIGGINS (1964) ha dimostrato che il pigmento dei resti fossili da lui trovati è costituito da pirite e che il processo di piritizzazione è diagenetico.

Un altro tipo frequente è costituito da frammenti irregolari nelle forme, con il reticolo tipico degli echinodermi perfettamente conservato (tav. II/fig. 4). Anche in questo tipo la massa di fondo è rappresentata da un aggregato intrecciato di muscovite, biotite e quarzo, senza pigmento. Alcuni frammenti sono completamente inclusi in granato, uno invece è incluso in biotite, senza la minima deformazione (tav. II/fig. 3).

3. Il terzo tipo, di natura incerta, è rappresentato da raggruppamenti di sferette di pirite del diametro di 0,01 mm, in numero da tre a una decina, incluse in aggregati di muscovite senza pigmento, dai contorni netti, poligonali o lenticolari (tav. II/fig. 6). È possibile che si tratti di frammenti di *placche ambulacrali*, con i pori ambulacrali riempiti da pirite singenetica. Ad ogni modo le forme ricordano da vicino le placche rappresentate da MORTENSEN (1951).

I resti fossili descritti hanno poco valore stratigrafico, siccome la determinazione esatta è impossible: secondo HESSE (1900) il numero dei setti radiali degli aculei di echinoidi non rappresenta una caratteristica determinante per una certa specie: la microstruttura dell'aculeo fornisce solo indicazioni riguardanti l'ordine cui appartiene. Nel nostro caso, la presenza del canale assiale, di pochi setti radiali probabilmente imperforati, indica l'ordine degli *Aulodonti* (*Diademina*, ecc., forme molto frequenti nel Liassico) o degli *Spatangi*, appartenenti agli *Irregolari* e caratterizzati dal fatto che vivono in una cavità scavata nella sabbia o nell'argilla.

Si è visto che i fossili si trovano in uno scisto filladico nero, senza calcare: un tipo litologico notoriamente molto comune nei Calcescisti del margine meridionale del Massiccio del Gottardo, dove la serie stratigrafica è attualmente ben definita e in parte giustificata paleontologicamente. Molti dei fossili classici di quella regione si trovano in rocce uguali per chimismo: BAUMER e altri (1961), BOLLI e NABHOLZ (1959), EICHENBERGER (1924), LARDY (1832), MEIER e NABHOLZ (1949), NABHOLZ (1945), SALOMON (1912), ecc. Questi ritrovamenti appartengono al Liassico Inferiore (Hettangiano Sup. e Sinemuriano). Con ciò vorrei parallelizzare il mio ritrovamento con quelli citati: la composizione mineralogica corrisponde esattamente e la posizione stratigrafica (appena sopra le cariate del Triassico Sup.) permettono una parallelizzazione plausibile.

D'altra parte, assieme con i ritrovamenti di HIGGINS (1964), si dimostra sempre più una certa analogia di facies tra i Calcescisti cosiddetti pennidici e quelli autoctoni del Massiccio del Gottardo.

CONSIDERAZIONI SUL METAMORFISMO

La presenza di almandino e soprattutto di biotite ci permette una prima classificazione sommaria della roccia nella mesozona. Il contenuto percentuale di anortite nel plagioclasio ci fornisce indicazioni più precise riguardo le condizioni fisiche della fase postcinematica prevalentemente termica, durante la quale si sono formati plagioclasio e granato: i valori trovati, varianti da 30% a 50%, con punte singole del 70% An stanno a significare che ci troviamo esattamente nella zona di passaggio tra le due prime zone a maggiore intensità termica indicate da WENK (1962, tav. I). È importante insistere sul fatto che tutto il calcio presente nel sedimento è stato assorbito da clinozoisite e plagioclasio: non troviamo infatti più calcite libera nella massa di fondo. Ciò spiega anche la forte variazione delle percentuali di anortite: il plagioclasio ha assimilato tutto il Ca a sua disposizione. A questo proposito è da notare che il contenuto percentuale in anortite non dipende dalla lontananza o meno dai resti fossili, soprattutto dagli aculei che erano in origine costruiti da calcite: si trova plagioclasio che include aculei, con %An notevolmente più basso di altri cristalli che distano 5 mm dagli aculei più vicini. Ciò significa che il contenuto di An è dipeso in parte preponderante dalla presenza di calcite nell'argilla originaria. D'altra parte l'unica calcite libera che troviamo è inclusa parzialmente in quarzo, parzialmente in granato, cioè non ha reagito con questi due ultimi minerali a formare wollastonite, rispettivamente grossularia: questo fatto ci fornisce i limiti superiori delle condizioni di metamorfismo.

Concludendo, la roccia è stata sottoposta a condizioni di metamorfismo corrispondenti alla *facies metamorfica dell'anfibolite a plagioclasio e epidoto* (RAMBERG, 1952).

D'altra parte nella roccia troviamo un contenuto notevole di pigmento, che durante i processi di trasformazione metamorfica ha agito da freno contro la cristallizzazione collettiva: il risultato è la grana molto fine delle miche, cristallizzate durante la fase cinematica. La presenza del pigmento non ha invece influito sulla cristallizzazione dei porfiroblasti di plagioclasio e granato, i quali crescendo lo hanno semplicemente incluso. La funzione del pigmento durante i processi metamorfici

è già stata discussa da altri autori, giunti alle stesse conclusioni: ad esempio GANSSER e DAL VESCO (1962, p. 158), MITTELHOLZER (1936, p. 113) e KÜNDIG (1926) che insiste soprattutto sul carattere selettivo della metamorfosi, che trova qui un'altra conferma.

FOSSILI E METAMORFISMO

Il comportamento dei fossili durante i processi metamorfici varia a seconda del loro carattere. Abbiamo visto dell'esistenza di almeno due tipi: aculei e frammenti di piastre. Il materiale e la forma sono fondamentalmente diversi: appare quindi logico attendersi comportamenti meccanici diversi durante il processo metamorfico.

Gli aculei sono oggi orientati quasi perfettamente in parallelo con l'asse B. Ammettendo che nell'argilla originaria si depositarono sulla superficie di stratificazione senza alcuna orientazione (probabilmente con l'asse sul piano di stratificazione), bisogna concludere che durante il pieghettamento furono girati e orientati con l'asse parallelo all'asse B. Nel piano *ac* non avvenne nessuna deformazione: uno stiramento parallelo a B, caso frequente di deformazione, ad esempio degli ooidi (JUNG, 1963, p. 736) o delle belemniti (WUNDERLICH, 1958), è possibile, ma non si è potuto dimostrare, poichè le poche sezioni sottili tagliate nei piani *ab* o *cb* malauguratamente non contengono fossili. Queste considerazioni valgono solo per gli aculei più esili: quelli più grossi (con diametro superiore a 0,3 mm), d'altronde senza pigmento, quindi senza strutture che dimostrino con assoluta certezza la loro natura organica, sono stati stirati in lenti parallele alla scistosità. Le piastre piritizzate furono rotate rispetto ai piani di scistosità durante il pieghettamento disponendosi con l'asse maggiore parallelo a piani di taglio.

Sul problema della conservazione dei fossili in ambienti metamorfici è già stato scritto parecchio: BUCHER (1953) dà una lista quasi completa dei ritrovamenti e discute i processi che permettono la trasformazione della roccia senza che i fossili vengano distrutti e sulla povertà degli stessi in rocce metamorfiche. BOLLI e NABHOLZ (1959) studiano la microfauna nei Calcescisti sia del Massiccio del Gottardo, sia del Pennidico: arrivano alla conclusione che la povertà dei calcescisti in fossili è almeno in parte già primaria e non dovuta ai processi metamorfici. HIGGINS (1964) arriva alla conclusione che i fossili da lui trovati si siano conservati grazie al loro particolare modo di preservazione nel sedimento, la piritizzazione.

Per quanto riguarda i fossili descritti in questo lavoro i fattori determinanti che hanno permesso la conservazione sono molteplici: un primo fattore è da ricercare nella differenza di materiale rispetto al sedimento: trovandosi in un'argilla, quindi in materiale estremamente molle e incompetente, reagirono come un corpo rigido e durante la fase cinematica vennero rotati disponendosi in parallelo a direzioni con il minimo di stress. L'altro fattore importante, la cui importanza è già stata discussa più sopra, è la presenza in quantità ragguardevole di pigmento, che ha agito per così dire da anticatalizzatore frenando la ricristallizzazione collettiva. Il terzo fattore, valido almeno per le piastre, è il materiale di fossilizzazione, la pirite, che non è stata assorbita dai fenocristalli in crescita: in vari casi si osserva come il granato arrivato a contatto con una di queste piastre tenti di circoscriverla senza riuscire a inglobarla totalmente.

C. Considerazioni conclusive

Riassumendo le osservazioni fatte precedentemente si possono dedurre le seguenti conclusioni in merito alla conservazione dei fossili.

I primi tre ritrovamenti, simili in quanto a forme paleontologiche ma inclusi in ambiente litologico diverso, dimostrano che la forma descritta *(Encrinus* cf. *cassianus?)* si estende a tutta la formazione del Triassico Medio, e cioè dalle dolomie a flogopite che seguono la quarzite basale, fino alle dolomie a flogopite che precedono immediatamente le cariate del Carnico, passando per le dolomie grigie comprese fra i due termini, sempre ammesso che i fossili si trovino ancora nello strato in cui vennero depositati (il che appare plausibile: è infatti alquanto improbabile che le piastre colonnari dei crinoidi siano state rielaborate e trasportate in strati più recenti durante la sedimentazione di questi ultimi). Rispetto alla metamorfosi, ne dimostrano la selettività: i fossili si sono conservati senza deformazione nonostante il grado notevole di metamorfismo (mesozona o facies dell'anfibolite a plagioclasio e epidoto) e le intense deformazioni tettoniche. Nel ritrovamento del Passo Campolungo, la forte componente di pigmento ha impedito una ricristallizzazione collettiva della massa di fondo. Negli altri due ritrovamenti della formazione triassica, praticamente senza pigmento, la ricristallizzazione collettiva è molto più intensa. Qui gli straterelli teneri e incompetenti di argilla hanno sicuramente assorbito la maggior parte delle pressioni. La metamorfosi ha solo intaccato i margini delle piastre che hanno ini-

ziato la ricristallizzazione, mentre il nucleo è rimasto intatto. Tutt'e tre i ritrovamenti si trovano in zone fortemente ripiegate, con stile di pieghe-taglio e sempre nei fianchi delle pieghe dove a priori ci si aspetterebbe la massima laminazione tettonica: ciò significa che le sollecitazioni meccaniche sono state assorbite selettivamente. Gli strati incompetenti (argilla, cariata), probabilmente molto più impregnati di acqua degli altri, hanno sopportato il massimo delle pressioni e dei movimenti differenziali, mentre gli altri più competenti (dolomia, con pigmento o no) sono stati sottoposti a condizioni di pressione praticamente idrostatica.

Nell'ultimo caso, nei calcescisti, abbiamo le stesse condizioni fisiche durante la metamorfosi: i fossili si sono comportati come corpi rigidi, competenti, in una massa argillosa estremamente incompetente, che ha supportato tutta la pressione durante la fase cinematica. JUNG (1963) ha osservato lo stesso comportamento meccanico negli ooidi. La fase termica, tarda, con pressione idrostatica, non è riuscita a distruggerli: la temperatura, abbastanza forte per formare almandino e plagioclasio notevolmente basico, non è riuscita a cancellare le strutture.

Tengo a ringraziare i Sigg. Proff. A. Gansser e E. Dal Vesco per i loro consigli, il Sig. Prof. R. Trümpy per la determinazione dei fossili, il Sig. Prof. H. M. Bolli per il suo aiuto e per il materiale paleontologico recente che mi ha messo a disposizione, il Sig. R. A. Gubser per l'analisi con la microsonda ARL, il Sig. M. Zuber per aver eseguito le microfotografie e il Sig. E. Schärli per aver preparato una parte delle sezioni sottili e le prove levigate.

OPERE CITATE

BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. und UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. Eclogae geol. Helv. *54*, *2*, 478—491.

BOLLI, H. M. und NABHOLZ, W. K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. Eclogae geol. Helv. *59*, *1*, 237—270.

BUCHER, W. H. (1953): Fossils in metamorphic Rocks: A review. Bull. Geol. Soc. Amer. *64*, *3*, 275—300.

FRICKER, P. E. (1960): Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). Eclogae geol. Helv. *53*, *1*, 33—132.

GANSSER, A. und DAL VESCO, E. (1962): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *42*, *1*, 153—168.

HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *29*, 50—155.

HESSE, E. (1900): Die Mikrostructur der fossilen Echinoideenstacheln und deren systematische Bedeutung. N. Jg. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. *13*, 185—264.

HIGGINS, A. K. (1964): Fossil Remains in Staurolite-Kyanite Schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. Eclogae geol. Helv. *57*, *1*, 151—156.

JAKOB, J., PARKER, R. L. und BRANDENBERGER, E. (1931): Über einen neuen Skapolithfund im Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *11*, 267—284.

KÜNDIG, E. (1926): Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *6*, *2*, 294—305.

LARDY, CH. (1832): Sur les belemnites de la Nufenen. Actes Soc. Helv. des Sc. Nat. *2*, 92.

MEIER, P. und NABHOLZ, W. K. (1949): Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis. Eclogae geol. Helv. *42*, *2*, 197—214.

MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *16*, 19—182.

MOORE, R. C., LALICKER, C. G. and FISCHER, A. G. (1952): Invertebrate Fossils. McGraw-Hill, New York.

MORTENSEN, TH. (1951): A Monograph of the Echinoidea. Vol. I—V. C. A. Reitzel, Copenhagen.

NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Eclogae geol. Helv. *38*, *1*, 1—120.

PREISWERK, H. (1917): Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verh. Natf. Ges. Basel *28*, *2*, 165—190.

PREISWERK, H., NIGGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *71*. Lfg.

RAMBERG, H. (1952): The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. The University of Chicago Press.

SALOMON, W. (1912): Arietites sp. im schiefrigen Granat-führenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz). Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg, N. F. *11*, *3*, 220—224.

STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *103*. Lfg.

TRÜMPY, R. (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. Bull. soc. géol. France *5*, 217—231.

WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *42*, *1*, 139—152.

WUNDERLICH, H. G. (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1958, *7*, 115—151.

ZULAUF, R. (1963): Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). Diss., Zürich.

Manoscritto ricevuto il 20 aprile 1965.

SPIEGAZIONI DELLE TAVOLE I e II

Tavola I

Fig. 1 Microfotografia delle piastre colonnari di crinoidi del Passo Campolungo. Le singole piastre sono sempre formate da un unico cristallo di dolomite. Nicol incrociati, × 3.

Fig. 2 Microfotografia di una piastra colonnare di crinoide del Pian dei Sautri. Al centro si riconosce il canale centrale. In alto a sinistra una grossa lamina di flogopite. Nicol incrociati, × 12.

Fig. 3 Microfotografia di una piastra colonnare di crinoide della Valle Campo. Il canale centrale riempito da dolomite ricristallizzata è chiaramente visibile. Nicol incrociati, × 15.

Fig. 4 Sezioni di aculei di echinoidi recenti (Venezuela, coll. Bolli). Si noti la forte somiglianza con le forme del Ri Fòch. Nicol paralleli, × 60.

Resti fossili del Ri Fòch

Fig. 5 Sezioni di aculei di echinoidi. I setti radiali e la massa di fondo appaiono neri per la grande quantità di pigmento e perchè la sezione sottile ha 1 mm di spessore. Nicol paralleli, × 60.

Fig. 6 Tre altre sezioni: due contengono pigmento che raffigura i sette radiali. Le lamine chiare sono muscovite, quelle scure biotite. La scistosità va da sinistra in alto a destra in basso. Nicol paralleli, × 55.

Fig. 7 La stessa microfotografia, a nicol incrociati, mostra l'intreccio disordinato delle miche che hanno sostituito la calcite degli aculei, × 55.

Tavola II

Fig. 1 Sezione di aculeo con grosso canale centrale piritizzato. Nicol paralleli, × 90.

Fig. 2 Sezione ellittica di aculeo. Anche qui si nota l'intreccio disordinato delle muscoviti. La scistosità va da sinistra a destra. Nicol paralleli, × 60.

Fig. 3 Frammento di piastra, con la tipica struttura a reticolo degli echinodermi, inclusa completamente in un porfiroblasto di biotite. Nicol incrociati, × 55.

Fig. 4 Frammento di piastra con struttura a reticolo. Sulla destra a contatto con un grosso granato. Nicol paralleli, × 60.

Fig. 5 Frammento di piastra totalmente piritizzato, con struttura a reticolo parzialmente conservata. Si noti la tessitura fluidale attorno al frammento. Nicol paralleli, × 35.

Fig. 6 Frammento dubbio di piastra ambulacrale, con i pori omonimi riempiti da pirite singenetica. Nicol paralleli, × 120.

TAVOLA I

Fig. 1.

Fig. 2.

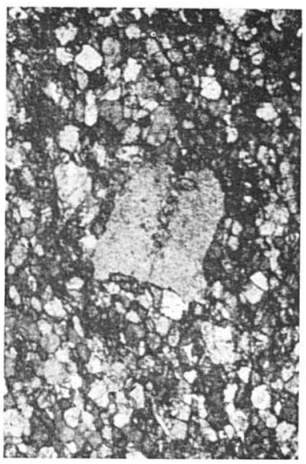


Fig. 3.

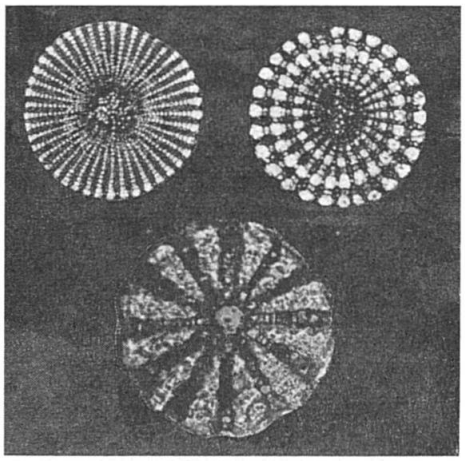


Fig. 4.

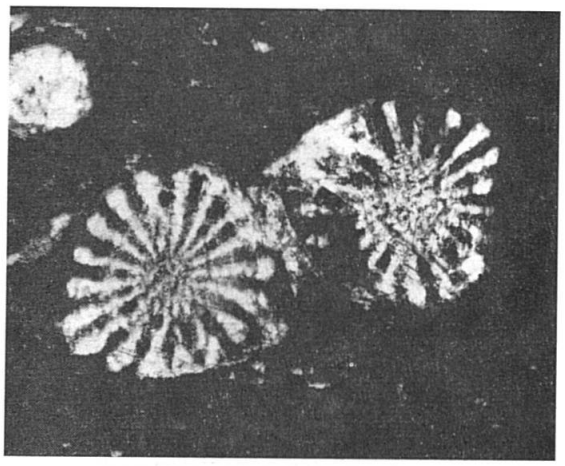


Fig. 5.

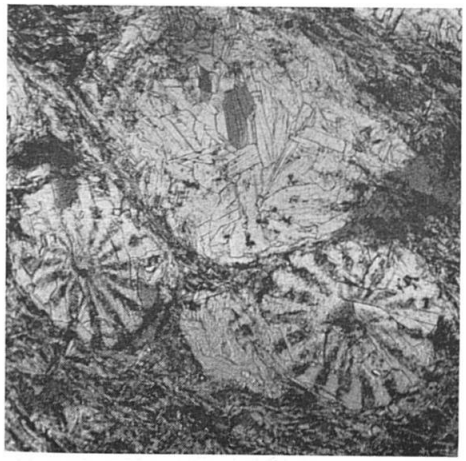


Fig. 6.

Fig. 7.

TAVOLA II

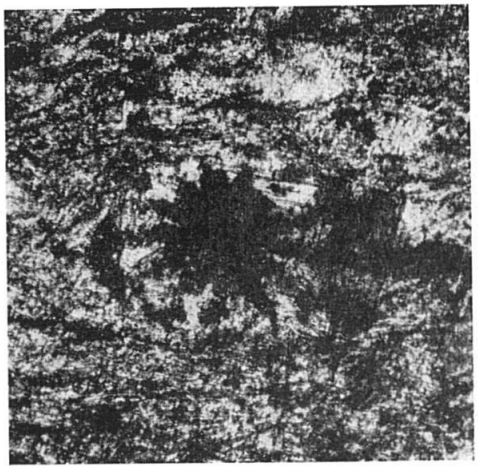


Fig. 1.

Fig. 2.

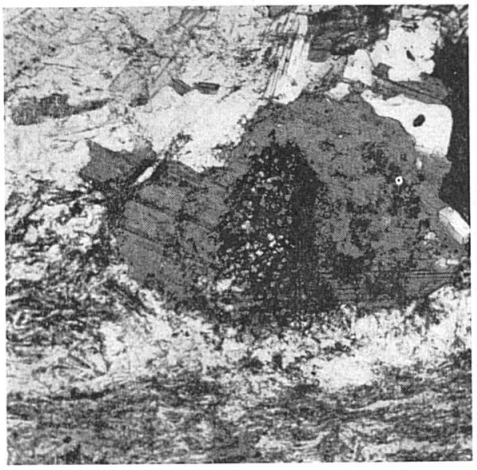


Fig. 3.

Fig. 4.

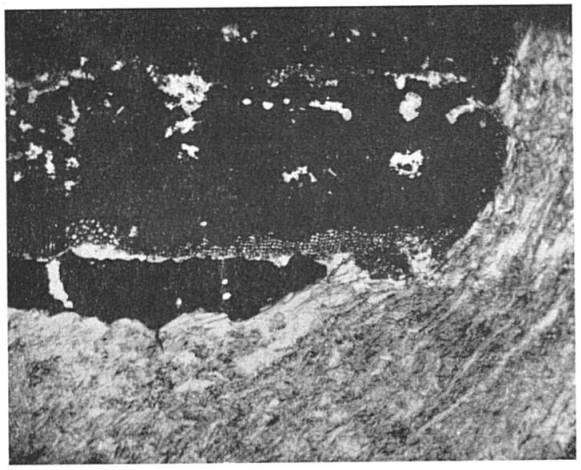


Fig. 5.

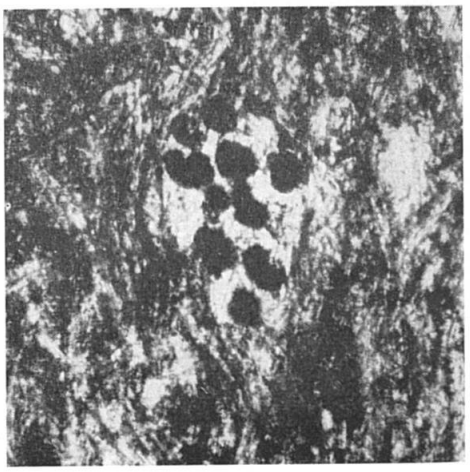


Fig. 6.